

# Registro del evento 8.2 ka en la plataforma continental de Alicante (SE, España)

## *The 8.2-event record on the Alicante marine continental shelf (SE, Spain)*

José Enrique Tent-Manclús <sup>(1)</sup>, Antonio Estévez <sup>(1)</sup>, Jesús M. Soria <sup>(1)</sup>, Nassim Y.B. Benabdeloued <sup>(1)</sup>, Hugo Corbí <sup>(1)</sup>, Jorge Rey <sup>(2)</sup>, José Antonio Pina <sup>(1)</sup> y Alfonso Yébenes <sup>(1)</sup>

<sup>(1)</sup> Departamento Ciencias de la Tierra y del Medio Ambiente. Universidad de Alicante. Apdo. Correos, 99. E-03080 Alicante. [je.tent@ua.es](mailto:je.tent@ua.es); [antonio.estevez@ua.es](mailto:antonio.estevez@ua.es); [jesus.soria@ua.es](mailto:jesus.soria@ua.es); [byn\\_b@yahoo.fr](mailto:byn_b@yahoo.fr); [hugo.corbi@ua.es](mailto:hugo.corbi@ua.es); [ayeb@telefonica.es](mailto:ayeb@telefonica.es)

<sup>(2)</sup> ESGEMAR. Local M5. 29001-Puerto de Málaga (Málaga). [jjrey@esgemar.com](mailto:jjrey@esgemar.com)

### ABSTRACT

*High resolution seismic profiles of the Alicante continental shelf have been studied identifying a seismic prism which top at about -20 m below today sea-level. The prism is covered by recent sediments and can be interpreted as formed during a short interval of stand-by in the general transgression after the last glacial maximum. The -20 m level have been compared with the holocene Mediterranean sea-level-curve to propose an age of about 8 ka BP coinciding with the «8.2 ka cooling event» that was an abrupt, widespread climate instability. The prism top is deeper in the northern seismic profiles thus indicating a more subsidence that the southern coastal shelf where an erosion surface with rocky shoals configure the sea bottom.*

**Key words:** Alicante continental shelf, 8.2 ka event, Holocene, high-resolution seismic, sea-level changes.

Geogaceta, 47 (2009), 97-100

ISSN: 0213683X

### Introducción

En los últimos años se observa un creciente interés en el conocimiento de las variaciones del nivel del mar ligadas a las oscilaciones climáticas tras la última glaciación. Diferentes estudios de la costa ibérica (Rey y Fumanal, 1996; Somoza *et al.*, 1998; Lobo *et al.*, 2001; Hernández-Molina *et al.*, 2002; Serra *et al.*, 2007; Liqueste *et al.*, 2008) permiten tener un marco estratigráfico general. En este trabajo se pretende dar a conocer la interpretación de la sísmica de alta resolución de una porción de la plataforma continental de la provincia de Alicante.

Este trabajo se centra en el estudio de un pequeño prisma litoral a unos 20 metros de profundidad, reconocido en la costa alicantina (Fig. 1), e interpretado como un antiguo nivel costero.

### Zona de estudio

En el litoral levantino (Fig. 1) desde el Cabo de la Nao hasta el Cabo de Palos (sur del Mar Menor) se distinguen por la morfología de la plataforma continental dos zonas (González García *et al.*, 1994 y Medialdea Vega *et al.*, 1990). La zona norte que va desde el Cabo de la Nao hasta el Cabo de las Huertas la extensión de

la plataforma aumenta de 15 km al norte a 40 km a la altura de la ciudad de Benidorm para descender a 35 km en el Cabo de las Huertas. Se caracteriza por un incremento de la profundidad hasta la isobata de 60 m en los primeros 4 a 6 km, para luego descender más suavemente hasta los 80 m a unos 10 km de costa y mantenerse en esta cota hasta de 3 a 5 km antes de la ruptura de la plataforma sobre la cota 140 a 150 m. Desde un punto de vista sedimentario, se caracteriza por el poco espesor de los sedimentos cuaternarios (González García *et al.*, 1994).

Por otra parte, la zona sur correspondientes a las bahías de Alicante y Santa Pola y a la prolongación del Mar Menor, presenta una amplitud media de unos 30 km, descendiendo de norte a sur. Se caracteriza por ser una gran superficie de abrasión con resaltes residuales, terrazas submarinas y dorsales de arena y que correspondería a las prolongaciones marinas de las cuencas del Bajo Segura y Mar Menor (González García *et al.*, 1994).

La costa de Alicante es un buen emplazamiento para obtener el registro de los cambios de nivel del mar durante el Holoceno por su régimen micromareal (<30 cm). Además, la plataforma al norte del Cabo de las Huertas no suele tener

corrientes submarinas potentes que redistribuyan el escaso sedimento, debido a la ausencia de aportes fluviales importantes. Sin embargo, al sur de Santa Pola la plataforma está fuertemente barrida por las corrientes impidiendo el depósito.

### Metodología

Se han realizado 10 campañas de sísmica de alta resolución (Geopulse de Geoaesthetics) a bordo de las embarcaciones Atón-I y Brava, utilizándose un sistema de navegación Hypack con posicionamiento GPS-diferencial. Los perfiles cubren la plataforma alicantina desde Altea hasta Santa Pola. En este trabajo se utilizan los perfiles sísmicos: «villaltea 1090-1123» (I en la Fig. 1 y 2), «Puigcampana 352-371» (II), «bahíaaltea 3313-3384» (III) y «Santa 3188-3490» (IV). Los tres primeros son registros analógicos y el último es digital.

### Descripción e interpretación de los perfiles sísmicos

En la Figura 2 se muestran los 4 perfiles sísmicos representativos de la costa alicantina. En ellos se han distinguido,

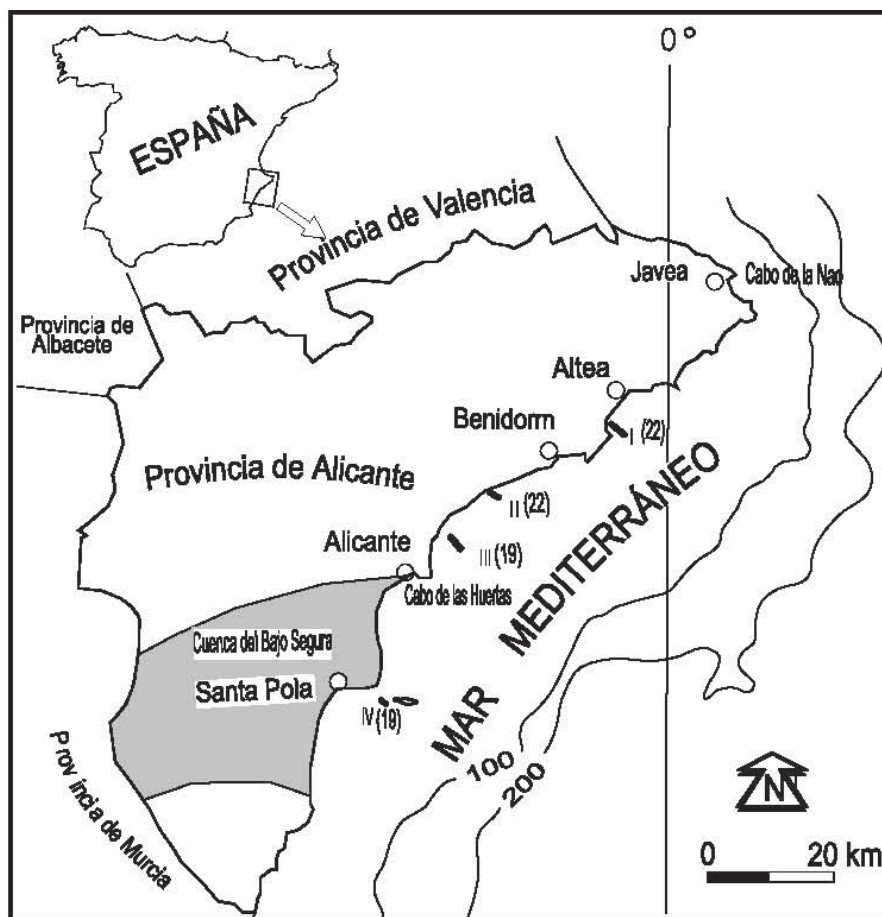


Fig. 1.- Mapa de la provincia de Alicante con las isobatas de 100 y 200 metros. Los números indican la posición de los perfiles sísmicos y entre paréntesis la profundidad del techo del prisma litoral.

Fig. 1.- Alicante Province map with the 100 and 200 m deep contour lines. The numbers indicate the location of the seismic lines and in brackets the depth of the coastal prism top.

sobre la superficie transgresiva producto de la última subida del nivel del mar tras la glaciación, tres unidades litosísmicas. La primera (C en la Fig. 2) con reflectores bien marcados y paralelos buzantes hacia el mar y que hacia tierra muestran un toplap subhorizontal de cota variable entre -22 m en el perfil II a -19 m en los perfiles III y IV. Es de forma sigmoidal, progradante-agradante. Sobre la unidad anterior en los perfiles II y III se distingue una unidad litosísmica con reflectores en onlap y forma de cuña (B en la Fig. 2). En el perfil III su techo se encuentra cortado a unos -15 metros de profundidad. La unidad litosísmica más reciente es la A (Fig. 2) con reflectores bien marcados en su porción menos profunda que se atenúan hacia la mar en los perfiles II y III. En su parte costera muestra una configuración de depósito de prisma litoral. Sobre la parte final del prisma de la unidad C infrayacente la unidad vuelve a aumentar su espesor. Este engrosamiento distal alcanza su

máximo espesor entre 40 y 50 m de profundidad. La configuración del techo de la unidad queda enmascarada por el reflector múltiple del fondo. En el perfil III la zona menos profunda de la unidad A muestra unas irregularidades debidas a las extracciones de arena para la regeneración de playas.

En los perfiles I y IV no se ha distinguido la unidad B por lo que se ha considerado que la unidad litosísmica más reciente está compuesta por las unidades A y B.

La parte superior de la unidad A, que coincide con el fondo marino, está formada por arenas en todos los perfiles excepto en el I donde su parte más proximal está formada por cantos y gravas y que pasa a arenas gruesas, alrededor de 1 km de la costa.

Las unidades B y C no han podido ser muestreadas pero podemos inferir una naturaleza arenosa de las unidades por la similitud de las facies sísmicas con la unidad A.

## Discusión: el evento 8.2 ka

Los registros climáticos revelan una inestabilidad a nivel mundial alrededor de hace entre 8000 y 8400 años (Alley *et al.*, 1997). Esta inestabilidad ha sido bautizada como «evento frío de hace 8200 años» y se caracteriza por condiciones secas, con abundante material en suspensión y con un enfriamiento rápido (op. cit.).

Este evento es importante porque supone un límite en las escalas de dendrocronología ya que supuso un importante cambio en los cinturones latitudinales de vegetación (Alley y Ágústssdóttir, 2005). Sin embargo, en los estudios específicos sobre los posibles cambios en la sedimentación de las plataformas continentales tras la última glaciación, donde el nivel del mar se situó alrededor de 110 m por debajo del actual, no se suele localizar.

En el Mediterráneo (Golfo de León) Rabineau *et al.* (2005), identifican 6 niveles de detención de la subida del nivel del mar a 100, 90, 80, 70, 60 y 20 m por debajo del nivel actual. El último de ellos corresponde al aquí tratado.

En la mayoría de los perfiles sísmicos se aprecia un pequeño escalón en la superficie transgresiva próximo al techo del prisma lo que permite suponer una posible posición del nivel del mar.

El nivel -20 m no puede ser interpretado como el prisma infralitoral actual de algunas de las costas españolas (Hernández-Molina *et al.* 2000) porque está claramente recubierto por los sedimentos recientes (Fig. 2).

La existencia de un escalón erosivo y la formación del prisma implica un momento de detención y estabilización en la transgresión cuando la posición del nivel del mar se encontraba -20 m respecto al actual coincidente con lo que se reconoce en el Golfo de León (Rabineau *et al.*, 2005).

Por comparación con las curvas de la variación reciente del nivel del mar (Lambeck *et al.* 2004) inferimos que el prisma de -20 m puede corresponder al evento frío de hace 8.2 ka BP.

En la Figura 1 aparecen entre paréntesis las profundidades del techo del prisma marino que oscilan entre los 22 m del perfil I y los 19 m de los perfiles III y IV. Si suponemos que los cuatro prismas se formaron al mismo nivel entonces los 3 m de oscilación actual aproximada entre sus techos, se han generado por la diferente subsidencia en

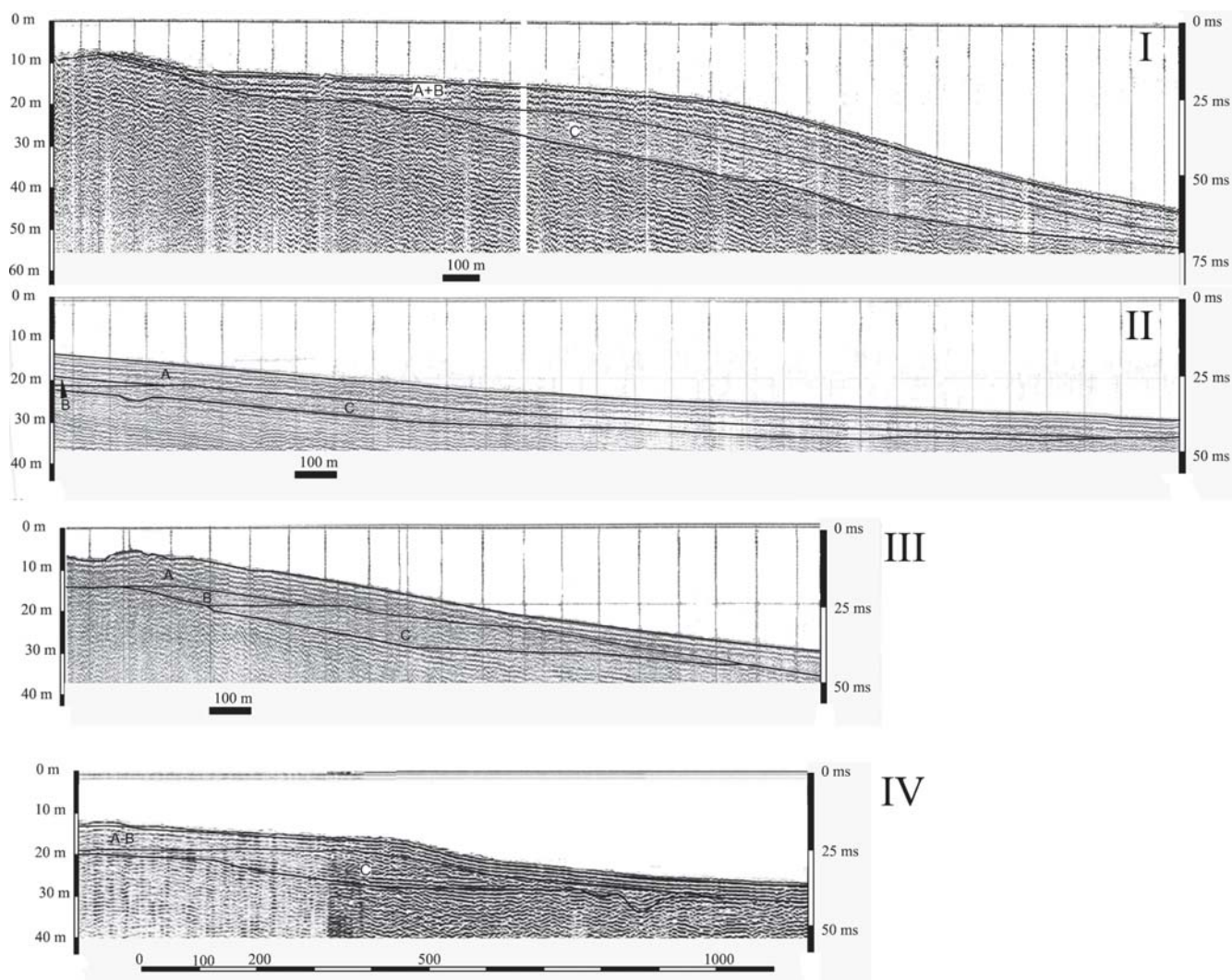


Fig. 2.- I) perfil sísmico «villalta 1090-1123», II) perfil sísmico «Puigcampana 352-371», III) perfil sísmico «bahiaalicante 3313-3384» y IV) perfil «Santa 3188-3490». A) Sedimentos recientes ligados a la posición del nivel del mar actual en los últimos 6000 años BP. B) Sedimentos transgresivos debidos a la elevación del nivel del mar desde hace 8400 años hasta 6000 años BP. C) prisma sedimentario interpretado como formado durante el «evento 8.2 ka». Escala de profundidades en m a la izquierda y de tiempo doble a la derecha.

Fig. 2.- I) seismic profile «villalta 1090-1123», II) seismic profile «Puigcamana 352-371» III) seismic profile «bahiaalicante 3313-3384» and IV) seismic profile «Santa 3188-3490». A) Recent sediments forming due to today sea-level in the last 6000 BP. B) Transgressive sediments formed during the interval of 8400 yr to 6000 yr BP. C) sedimentary prism interpreted as product of the «8.2 ka event». Deep scale in m to the left and TWT scale to the right.

la zona. Una diferencia en la tasa de subsidencia de 3 metros en 8000 años parece baja pero realizando los cálculos pertinentes se obtiene que dos puntos a la misma cota después de 1 millón de años se habrían separado 375 m.

La diferente configuración de la plataforma alicantina anteriormente mencionada, al norte una amplia plataforma con poco espesor de sedimentos holocenos, mientras que al sur de la ciudad de Alicante, es una superficie de abrasión con resaltes residuales, estaría en consonancia a los datos de variación de las tasas de subsidencia. Al sur no se crea espacio de acomodación y por eso los sedimentos no quedan conservados mientras que al norte, los pocos sedi-

mentos se conservan por una mayor tasa de sedimentación.

### Conclusiones

En este trabajo se identifica por primera vez el prisma de -20 m de la costa alicantina entre Altea y Santa Pola con el evento frío de 8.2 ka BP. Se descarta que pueda corresponder al prisma infralitoral actual de otras costas españolas por estar recubierto por los materiales recientes. Las pequeñas diferencia de cota que muestra actualmente este prisma son explicables por las diferentes tasas de subsidencia en esta porción de costa, más altas en la zona de Altea y bajas o incluso negati-

vas (levantamiento) en la Bahía de Santa Pola.

### Agradecimientos

Este trabajo se dedica a la memoria de Jesús Caracuel. Financiado por los proyectos CGL2006-08848, CGL2007-65832 del MEC.

### Referencias

- Alley, R. B. y Ágústssdóttir, A.M. (2005). *Quaternary Science Reviews*, 24, 1123-1149.
- Alley, R.B., Mayewski, P.A., Sowers, T., Stuiver, M., Taylor, K.C., y Clark, P.U., (1997). *Geology*, 25, 483-486.

- González García, E., Catafau Alcántara, E., Gaytán de Ayala y Bolín, M., Pereda Alonso, I., Vázquez Garrido, J.T. y Wandossell Santamaría, J. (1994). ITGME, primera edición. 73 p.
- Hernández-Molina, F. J., Fernández-Salas, L. M., Lobo, F., Somoza, L., Díaz-del-Río, V. y Alveirinho Dias, J. M. (2000). *Geo-Mar. Lett.*, 20, 109-117.
- Hernández-Molina, F. J., Somoza, L., Vázquez, J. T., Lobo, F., Fernández-Puga, M. C., Llave, E. y Díaz-del Río, V. (2002). *Quaternary International*, 92, 5-23.
- Lambeck, K., Antonioli, F., Purcell, A. y Silenzi, S. (2004). *Quaternary Science Reviews*, 23, 1567-1598.
- Liquete, C., Canals, M., De Mol, B., De Batist, M. y Trincardi, F. (2008). *Marine Geology*, 250, 234-250.
- Lobo, F. J., Hernández-Molina, F. J., Somoza, L. y Díaz del Río (2001). *Marine Geology*, 178, 171-195.
- Medialdea Vega, J., Calafau, E., Díaz, J. I., Medialdea, T., San Gil, C., Vázquez, J. T. y Wandossell, J. (1990). ITGE, primera edición. 147 p.
- Rabineau, M., Berné, S., Aslanian, D., Olivet, J.L., Joseph, P., Guillocheau, F., Bourillet, J.-F., Ledrezen, E. y Granjeon, D. (2005). *Marine and Petroleum Geology*, 22, 775-804.
- Rey, J. y Fumanal, M. P. (1996). *Quaternary Science Reviews*, 15, 789-802.
- Serra, J., Valois, X. y Parra, D. (2007). *Geogaceta*, 41, 211-213.
- Somoza, L., Barnolas, A., Arasa, A., Maestro, A., Rees, J.G. y Hernández-Molina, F. J. (1998). *Sedimentary Geology*, 117, 11-32.